

粘土鉱物組成を異にする火山灰土壌の塩基の溶脱

矢野 綱之・田中 利弘・大坪 博之・大野 富子

(土壌肥科学教室)

昭和56年11月30日 受理

Base Eluviation of Volcanic Ash Soils Containing Various Clay Minerals

Tsunayuki YANO, Toshihiro TANAKA, Hiroyuki OTSUBO
and Tomiko ONO

(Laboratory of Soil Science and Plant Nutrition)

Received November 30, 1981

Summary

The present study is an attempt to determine the negative charges of volcanic ash soils derived from various clay minerals and to examine the relation between the ratios of the capacities of permanent negative charge (P-charge) and additional negative charge (A-charge) to the cation exchange capacity and the eluviation amount of bases from soils.

1. The capacity of P-charge of an allophane soil was 7.5 meq, while those of crystalline soils, and that of a non-volcanic ash soil were about 10 meq.

2. The capacity of A-charge of the allophane soil was largest (36 meq) among the soils tested here, but that of the crystalline soils was secondary (22-33 meq), and that of the non-volcanic ash soils was least (11.5 meq).

3. The ratio of the capacity of P-charge to the cation exchange capacity in the allophane soil was 17%, but it was 22-35% in the crystalline soils, and in the non-volcanic ash soil it was 46-48%. Therefore, the ratio of the capacity of A-charge to the cation exchange capacity in the allophane soil was 83%, and that in the crystalline soils was 65-78% and that in the non-volcanic ash soil was 52-54%.

4. The eluviation amount of calcium from the allophane soil in the early days of permeation was smallest among the soils tested here, while it was larger in the middle days and in the final days of permeation.

5. The eluviation amount of sodium from the allophane soil over the period of permeation was largest among the soils tested here, that from the crystalline soils was secondary, and that from the non-volcanic ash soil was smallest.

These results indicate that the eluviation amounts of calcium and sodium from the volcanic ash soils depend on the capacities of P-charge and A-charge, and on the ratios of the capacities of P-charge and A-charge to the cation exchange capacity of soils.

Therefore, the eluviation of base from soils seems to be affected by the composition of clay minerals.

I. 緒 言

火山灰土壌の生産性が低い原因の一つに、土壌からの塩基の損失があげられる。塩基の損失は土壌侵蝕、作物による吸収および溶脱の三つの原因によって起っていると考えられる。

わが国のように年間降水量が 2,000~2,500 mm もある多雨地域で、且つ地形的に傾斜地が多く、また収奪栽培が行なわれている火山灰土壌地帯では、塩基の損失はとくに大きいと言わねばならない。

塩基の溶脱に関係する土壌の性質としては透水性などの物理的性質、硝酸、炭酸などの酸性物質の生成能、土壌の塩基含量および塩基の吸着力がある。吉田⁸⁾ は土壌からの塩基の溶脱には、塩基吸着容量と塩基吸着強度が強く影響すると述べている。

一般に土壌の塩基吸着基としては、結晶性粘土鉱物に由来する P-charge (permanent negative charge)、と腐植およびアロフェンに由来する A-charge (additional negative charge) に大別することができる⁵⁾。吉田⁹⁾ は P-charge に相当するものを i-charge (inside negative charge)、A-charge に相当するものを o-charge (outside negative charge) としている。P-charge は結晶の内部的構造に起因する吸着基で、A-charge は結晶の端の Silanol (SiOH) 基、腐植の COOH 基あるいは Phenol の OH 基に起因する吸着基である^{3,6,8)}。

火山灰土壌は母材や堆積年代の相違により粘土鉱物組成が異なる⁷⁾。したがって、火山灰土壌の塩基吸着基である P-charge および A-charge の容量は粘土鉄物組成の違いによって差を生じ、また P-charge 容量および A-charge 容量の塩基置換容量（以下 CEC とする）に対する比率も異なってくる。P-charge 容量および A-charge 容量の CEC に対する比率が相違すれば、土壌からの塩基溶脱量は異なると思われる。

このような見地から、粘土鉱物組成を異にする火山灰土壌の P-charge 容量および A-charge 容量、並びに P-charge 容量、A-charge 容量の CEC に対する比率と塩基の溶脱量との関係について検討した。

II. 供試土壌および実験方法

1. 供 試 土 壌

供試土壌は Table 1 に、供試土壌の機械的組成は Table 2 に、化学的性質は Table 3 に、粘土鉱物組成は Table 4 に示した。

供試土壌は雲仙火山に由来し、結晶性粘土鉱物の種類および含量が多く、アロフェン含量の少ない吾妻および国見土壌（以下結晶質土壌とする）、阿蘇火山に由来し、結晶性粘土鉱物の種類および含量が少なく、アロフェン含量の多い大津土壌（以下アロフェン質土壌とする）、対照土

Table 1. Locality of soils

Soils	Locality
Azuma	Mimuro, Azuma-cho, Minamitakaki-gun, Nagasaki-ken
Kunimi	Okuuehara, Kunimi-cho, Minamitakaki-gun, Nagasaki-ken
Ozu	Takaono, Ozu-cho, Kikuchi-gun, Kumamoto-ken
Kashima	Nokomi, Kashima-shi, Saga-ken

Table 2. Mechanical composition of soils

Soils	Total C (%)	Coarse sand (%)	Fine sand (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	Texture
Azuma	7.21	3.10	14.11	17.21	38.70	44.09	LiC
Kunimi	12.44	16.15	14.51	30.66	30.73	38.61	LiC
Ozu	10.60	2.42	36.65	39.07	29.86	31.07	LiC
Kashima	4.01	7.80	9.81	17.61	32.36	50.03	HC

Table 3. Chemical properties of soils

Soils	pH		Ex- change acidity (γ)	Humus (%)	C. E. C NH ₄ - acetate (meq/100 g)	Exchangeable base (meq/100 g)				Degree of base satu- ration (%)	Phosphate absorption coefficient
	H ₂ O	KCl				Ca	Mg	K	Na		
Azuma	4.82	4.23	9.41	12.43	30.86	1.81	0.53	0.43	0.62	10.99	2262
Kunimi	4.78	4.34	9.33	21.45	37.10	1.03	0.29	0.47	0.65	6.58	3034
Ozu	5.22	4.80	0.50	18.27	32.57	3.10	0.98	0.36	0.62	15.54	3562
Kashima	4.60	3.90	22.24	6.91	22.75	0.71	0.41	0.30	0.51	3.48	837

Table 4. Mineralogical composition of -2μ clay fractions

Soils	H.H.	M.H.	Kt	Mt	Vt	It	Ch	Gb	Im	Cb	Qz	Fd	All
Azuma	—	±	+	+	+	+	+	+	—	+	+	—	+
Kunimi	±	±	+	±	+	±	+	+	—	+	+	±	+
Ozu	—	±	+	—	+	±	±	±	+	±	±	±	±
Kashima	—	+	±	±	±	—	+	+	—	±	+	+	—

H.H: Hydrated halloysite. M.H: Methalloisytic. Kt: Kaolinite.

Mt: Montmorillonite. Vt: Vermiculite. It: Illite.

Ch: Chlorite. Gb: Gibbsite. Im: Imogolite. Cb: Cristobalite.

Qz: Quartz. Fd: feldspar. All: Allophane.

—: absent. ±: questionable. +: a little. ++: moderate.

±: much.

壤として結晶性粘土鉱物の種類および含量が多く、アロフェンを含まない安山岩質の鹿島土壌（以下非火山土壌とする）を用いた。なお供試土壌はいずれも未耕地表土である。

2. 実験方法

2.1 測定法

CEC の測定は Ca-acetate 法で、P-charge 容量の測定は次の 2 方法で行なった。すなわち、Coleman 法¹⁾ は pH 6 以下の土壌で、置換全酸度と置換性塩基含量 (Ca + Mg + K + Na) を測定し、その和を P-charge 容量とする方法である。古田法⁹⁾ は $\text{N-CH}_3\text{COONH}_4 + \text{CH}_3\text{COONa}$ 等量混合液で洗浄し、平衡に達した土壌の各イオン吸着量を定量し、 NH_4^+ の吸着量から Na^+ の吸着量を差し引いたものを i-charge、すなわち P-charge とする方法である。

A-charge 容量は土壌の CEC から P-charge 容量を差し引いた値とした。これは A-charge が一般に条件によって非常に異なりやすいので、CEC と P-charge の差を標準状態での A-charge としたわけである。

2.2 塩基の溶脱実験

塩基の溶脱実験装置は Fig. 1 に示した。溶脱実験は各土壌の CEC の 20 meq 相当量の土壌をビーカーにとり、Ca 飽和度および Na 飽和度が30%, 60%になるように、Ca は沈降性炭酸カルシウムを、Na は重炭酸ソーダを別々の土壌に加え、十分に混合し、容水量の60%相当量の水を加え、1週間、30°C に保ち、添加した Ca および Na を土壌と十分に反応させ、滲透管に移し、年間降水量 2,400 mm の2倍に相当する1日 200 cc の蒸留水を加え、これが24時間内に滲透するように滲透速度を調節した。この水量は1回当り 115 mm の滲透水量に相当する。

各回の滲透液について Ca は原子吸光法で、Na は炎光法で測定した。

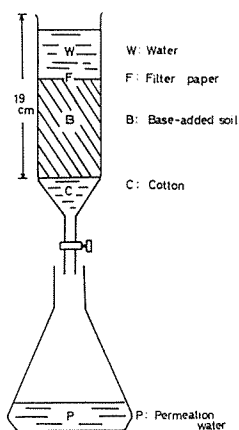


Fig. 1. Permeation tube.

III. 結果と考察

1. P-charge と A-charge の容量および P-charge と A-charge の容量の CEC に対する比率

土壌の P-charge, A-charge の容量および P-charge, A-charge 容量の CEC に対する比率は Table 5 に示した。Coleman 法および吉田法によって測定した各土壌の P-charge と A-charge の容量を比較すると、P-charge 容量はアロフェン質土壌が 7.5 meq 程度、結晶質土壌および非火山灰土壌は 10 meq 前後で、アロフェン質土壌に比較してやや大きかった。結晶質土壌と非火山灰土壌との P-charge 容量の差は殆んどなかった。A-charge 容量は非火山灰土壌が 11 meq 程度で最も少なく、続いて結晶質土壌が 22~33 meq で大きく、アロフェン質土壌は 36 meq で最も大きかった。

P-charge 容量の CEC に対する比率はアロフェン質土壌が17%程度で最も低く、続いて結晶質土壌が22~35%でやや高く、非火山灰土壌は46~48%で、かなり高かった。したがって、A-charge 容量の CEC に対する比率は逆にアロフェン質土壌が83%程度で最も高く、続いて結晶質土壌が65~78%, 非火山灰土壌は52~54%で最も低かった。

これらの結果、粘土鉱物組成と塩基吸着基との間で、粘土鉱物組成の違いによる P-charge 容量に著しい差はないが、A-charge 容量では差が認められた。また粘土鉱物組成と塩基吸着基の CEC に対する比率との間では、P-charge 容量の CEC に対する比率は、結晶性粘土鉱物の種類および含量が多い土壌ほど高く、アロフェン含量の多い土壌ほど低かった。したがって、A-charge 容量の CEC に対する比率は、逆にアロフェン含量の多い土壌ほど高く、結晶性粘土鉱

物の種類および含量が多い土壌ほど低かった。

これらの結果は吉田の報告⁹⁾と一致している。

Table 5. Capacity of P-charge and A-charge by Coleman and Yoshida methods and the ratio of capacity of respective charge to cation exchange capacity

Soils	C. E. C Ca-acetate (meq/ 100 g)	Coleman (meq/100 g)		Yoshida (meq/100 g)		Coleman (%)		Yoshida (%)	
		P- charge	A- charge	P- charge	A- charge	P-charge	A-charge	P-charge	A-charge
Azuma	33.4	11.6	21.8	9.2	24.2	34.8	65.2	27.4	72.6
Kunimi	42.0	9.4	32.6	9.8	32.2	22.3	77.7	23.4	76.6
Ozu	43.8	7.5	36.3	7.4	36.4	17.2	82.8	17.0	83.0
Kashima	21.9	10.6	11.4	10.0	11.9	48.3	51.7	45.8	54.2

2. 土壌からの塩基の溶脱

2.1 Ca の溶脱

土壌からの Ca の溶脱量は Table 6 に、溶脱率は Table 7 に示した。

2.1.1 Ca 飽和度が 30% の場合

Ca 溶脱量は浸透初期（浸透回数 1～2 回）では結晶質土壌が 9～11 mg で比較的多く、アロフェン質土壌は 3.5 mg 程度で少なく、非火山灰土壌は 4.8 mg で、アロフェン質土壌に比較して僅かに多かった。以後、浸透回数が増すとアロフェン質土壌の Ca 溶脱量は急激に減少したが、結晶質土壌および非火山灰土壌の Ca 溶脱量の減少度合はやや少なかった。浸透中期（21～22 回）での Ca 溶脱量はアロフェン質土壌が 0.9 mg に対して結晶質土壌は 0.7 mg 程度でやや少なく、非火山灰土壌は 0.5 mg で更に少なかった。浸透後期（39～40 回）での Ca 溶脱量は浸透中期と同じ傾向を示し、アロフェン質土壌の Ca 溶脱量は 0.8 mg、結晶質土壌は 0.6～0.7 mg、非火山灰土壌は 0.4 mg 程度であった。

Table 7 に示した溶脱率、つまり土壌中に残っている Ca と、次回の浸透により溶脱してくる Ca との比率を経時的にみると、浸透初期では結晶質土壌および非火山灰土壌がやや高く、アロフェン質土壌が低い。浸透中期（21～22 回）ではアロフェン質土壌がやや高く、続いて結晶質土壌で、非火山灰土壌が最も低かった。浸透後期（39～40 回）は浸透中期と同様な傾向を示した。

溶脱率の安定した浸透時期（21～22 回以後）の溶脱率の平均値を算出すると、アロフェン質土壌が 0.8% で高く、続いて結晶質土壌は 0.6～0.7% で、非火山灰土壌は 0.4% で最も低かった。これらの溶脱率は一方、土壌に対する Ca の吸着強度を示していると思われる。

2.1.2 Ca 飽和度が 60% の場合

Ca 溶脱量は浸透初期（浸透回数 1～2 回）では Ca 飽和度が 30% の場合の溶脱量と大体同様な傾向を示した。すなわち、結晶質土壌の Ca 溶脱量は 14～22 mg で多く、アロフェン質土壌は 11 mg で最も少なく、非火山灰土壌は 16 mg でアロフェン質土壌に比較してやや多かった。

以後、浸透回数が増すにつれてアロフェン質土壌の Ca 溶脱量は急激に減少したが、結晶質土壌および非火山灰土壌の Ca 溶脱量の減少度合はやや少なかった。浸透中期（21～22 回）の Ca 溶脱量は Ca 飽和度が 30% の場合とやや異なり、結晶質土壌の吾妻 およびアロフェン質土壌の Ca 溶脱量は 1.8～2.0 mg 程度で、結晶質土壌の国見および非火山灰土壌の Ca 溶脱量 1.4～1.5 mg に比較して僅かに多かった。浸透後期（39～40 回）では、Ca 飽和度が 30% の場合の Ca 溶脱量と同一傾向を示し、アロフェン質土壌の Ca 溶脱量が 1.5 mg で最も多く、続いて結晶質

土壌が 1.1 mg 程度、非火山灰土壌は 0.7 mg で最も少なかった。

Table 7 に示している Ca 溶脱率をみると、滲透初期（1～2 回）ではアロフェン質土壌が低く、結晶質土壌および非火山灰土壌がやや高く、滲透中期（21～22 回）では非火山灰土壌の Ca 溶脱率が僅かに低かったが、各土壌間に差はなく、滲透後期（39～40 回）では非火山灰土壌の溶脱率が低く、続いて結晶質土壌で、アロフェン質土壌が僅かに高かった。

溶脱率の安定した滲透中期以後の溶脱率の平均値を算出すると、アロフェン質土壌が 0.8% でやや高く、続いて結晶質土壌が 0.7%、非火山灰土壌は 0.5% で低かった。これらの傾向は Ca 飽和度が 30% の場合と同様であった。

2.1.3 Ca 溶脱量についての考察

Ca 飽和度が 30% および 60% における Ca 溶脱実験の結果、滲透初期においてアロフェン質土壌の Ca 溶脱量が結晶質土壌および非火山灰土壌の Ca 溶脱量に比較して少ないのは、アロフェン質土壌が腐植およびアロフェンなどを吸着基とする A-charge 容量が大きく、A-charge 容量の CEC に対する比率が高いので、Ca を十分に吸着したためと考えられる。これは Ca が腐植およびアロフェンに対して強い吸着性を示すという吉田¹⁰⁾、久津那²⁾らの報告と一致している。

滲透中期から後期にかけてアロフェン質土壌の Ca 溶脱量が結晶質土壌および非火山灰土壌の Ca 溶脱量に比較してやや多いのは、水による滲透回数の増加により H^+ との置換反応が起こった結果であると考えられる。

Table 6. Eluviation amount of calcium from the soils at 30% and 60% saturation of calcium
(mg/400 cc)

Permeation number	Azuma		Kunimi		Ozu		Kashima	
	30%	60%	30%	60%	30%	60%	30%	60%
1- 2	8.95	13.60	10.79	22.26	3.46	11.12	4.75	15.64
3- 4	1.25	4.85	3.17	8.06	0.70	2.51	2.36	5.74
5- 6	1.16	3.21	2.02	4.23	0.57	1.82	1.59	3.95
7- 8	1.00	2.67	1.53	3.55	0.59	1.86	1.25	3.00
9-10	0.70	2.04	1.13	3.22	0.56	1.73	0.88	2.04
11-12	0.69	2.45	1.05	2.12	0.60	1.78	0.80	1.84
13-14	0.69	2.21	1.01	2.18	0.71	1.73	0.73	2.01
15-16	0.58	2.47	0.89	2.01	0.76	1.73	0.55	1.82
17-18	0.65	2.37	0.85	1.65	0.84	1.75	0.57	1.58
19-20	0.59	2.01	0.83	1.83	0.80	1.63	0.56	1.35
21-22	0.66	1.97	0.73	1.51	0.91	1.80	0.49	1.43
23-24	0.62	1.76	0.69	1.47	0.94	1.68	0.51	1.30
25-26	0.72	1.61	0.60	1.26	0.92	1.60	0.46	1.20
27-28	0.76	1.50	0.60	1.22	1.04	1.71	0.44	1.23
29-30	0.62	1.49	0.46	1.11	0.88	1.54	0.44	1.12
31-32	0.69	1.41	0.60	1.26	0.87	1.57	0.38	1.03
33-34	0.70	1.31	0.50	1.13	0.85	1.56	0.42	0.87
35-36	0.80	1.28	0.55	1.04	0.83	1.46	0.43	0.86
37-38	0.68	1.00	0.54	0.98	0.84	1.43	0.41	0.78
39-40	0.71	1.09	0.57	1.05	0.78	1.53	0.36	0.69

Azuma, Kunimi: crystalline soil

Ozu: allophane soil Kashima: non-volcanic ash soil

一般に腐植などの有機吸着基に吸着された Ca^{2+} は、 H^+ 以外の cation, とくに 1 価のものと置換反応に対して溶出しにくい、 H^+ との置換に対して結晶性粘土などの無機吸着基に吸着された Ca^{2+} よりもむしろ溶出しやすいという報告⁴⁾ は上記の我々の推論を支持するものである。

浸透中期および後期で、非火山灰土壌の Ca 溶脱量が、アロフェン質土壌や結晶質土壌の Ca 溶脱量に比較して少ないのは、非火山灰土壌は腐植含量が少なく、粘土含量が最も多いため、粘土の比表面積が大きく、結晶粘土の端に Ca^{2+} が吸着し、また粘土鉱物の主体が Al-vermiculite であるため、Al と Ca が置換し、Ca が吸着された結果であると考えられる。

浸透初期で、結晶質土壌の Ca 溶脱量がアロフェン質土壌の Ca 溶脱量に比較して多いのは、結晶質土壌の CEC に対する A-charge 容量の比率が低いことに原因していると思われる。また浸透中期および後期での Ca 溶脱量が少ないのは、先に述べた Ca^{2+} と H^+ との置換溶出が、結晶質土壌の方がアロフェン質土壌に比較して小さいためであると考えられる。

以上の結果、土壌からの Ca 溶脱量は、Ca の主たる吸着基である A-charge の容量および A-charge 容量の CEC に対する比率の高低によって左右されると思われる。

Table 7. The ratio of eluviation amount of calcium to remaining amount of calcium in the soils at 30% and 60% saturation of calcium

Permeation number	Azuma		Kunimi		Ozu		Kashima	
	30%	60%	30%	60%	30%	60%	30%	60%
1-2	7.4	5.7	9.0	9.3	2.9	4.6	4.0	6.5
3-4	1.1	2.1	2.9	3.7	0.6	1.1	2.1	2.6
5-6	1.1	1.5	1.9	2.0	0.5	0.8	1.4	1.8
7-8	0.9	1.2	1.5	1.7	0.5	0.8	1.1	1.4
9-10	0.7	0.9	1.1	1.6	0.5	0.8	0.8	1.0
11-12	0.6	1.1	1.0	1.1	0.5	0.8	0.7	0.9
13-14	0.7	1.0	1.0	1.1	0.6	0.8	0.7	1.0
15-16	0.6	1.2	0.9	1.0	0.7	0.8	0.5	0.9
17-18	0.6	1.2	0.9	0.9	0.7	0.8	0.5	0.8
19-20	0.6	1.0	0.9	1.0	0.7	0.8	0.5	0.7
21-22	0.6	1.0	0.7	0.8	0.8	0.9	0.5	0.7
23-24	0.6	0.9	0.7	0.8	0.9	0.8	0.5	0.7
25-26	0.7	0.8	0.6	0.7	0.8	0.8	0.4	0.6
27-28	0.7	0.8	0.6	0.7	1.0	0.8	0.4	0.6
29-30	0.6	0.8	0.5	0.6	0.8	0.8	0.4	0.6
31-32	0.7	0.7	0.6	0.7	0.8	0.8	0.4	0.5
33-34	0.7	0.7	0.5	0.6	0.8	0.8	0.4	0.5
35-36	0.8	0.7	0.6	0.6	0.8	0.7	0.4	0.4
37-38	0.7	0.5	0.6	0.6	0.8	0.7	0.4	0.4
39-40	0.7	0.6	0.6	0.6	0.8	0.8	0.4	0.4

2.2 Na の溶脱

土壌からの Na の溶脱量については Table 8, 9, Fig. 2, 3, 4, 5 に示した。

2.2.1 Na 飽和度が 30% の場合

Na 飽和度が 30% の場合の Na 溶脱量は Table 8, Fig. 2 に、Na 溶脱率は Table 9, Fig. 3 に示した。

土壌からの Na 溶脱量は滲透初期 (滲透回数 1~2 回) ではアロフェン質土壌が 60 mg で最も多く, 続いて結晶質土壌は 41~52 mg で, 非火山灰土壌が 29 mg で最も少なかった. 滲透 3~4 回ではいずれの土壌も Na 溶脱量は急激に減少した. 滲透中期 (21~22 回) では結晶質土壌の Na 溶脱量が 2.5~3 mg でやや多く, 続いてアロフェン質土壌は 2.2 mg, 非火山灰土壌は 2 mg でやや少なかった. 滲透後期 (39~40 回) では非火山灰土壌が 1.7 mg で最も多く, 続いて結晶質土壌が 0.9~1.1 mg で, アロフェン質土壌は 0.3 mg で最も少なかった. 滲透回数 40 回による Na 全溶脱量はアロフェン質土壌が 123 mg で最も多く, 続いて結晶質土壌が 113~119 mg で, 非火山灰土壌は 78 mg で最も少なかった.

Table 9, Fig. 3 に示した Na の溶脱率を経時的にみると, 滲透初期から滲透中期以後の滲透回数が 25~26 回まで, アロフェン質土壌の溶脱率が高く, 続いて結晶質土壌の溶脱率で, 非火山灰土壌の溶脱率は最も低かった.

溶脱率の安定した滲透時期の溶脱率の平均値を算出すると, アロフェン質土壌が $7 \pm 1\%$, 結晶質土壌が $6 \pm 1\%$, 非火山灰土壌が 2.6% であった.

Table 8. Eluviation amount of sodium from the soils at 30% and 60% saturation of sodium (mg/400 cc)

Permeation number	Azuma		Kunimi		Ozu		Kashima	
	30%	60%	30%	60%	30%	60%	30%	60%
1-2	41.31	105.31	51.58	98.44	59.66	114.14	29.02	95.44
3-4	11.47	17.46	11.88	22.98	13.98	24.10	6.70	9.54
5-6	8.58	13.60	8.98	13.87	8.91	14.36	4.47	5.67
7-8	7.45	10.14	7.66	11.62	7.44	10.44	4.03	4.75
9-10	6.54	8.62	6.06	9.96	5.99	8.48	3.47	4.17
11-12	5.14	6.22	4.41	6.99	4.20	6.38	2.71	3.38
13-14	4.47	5.37	4.14	6.49	4.25	5.89	2.74	2.78
15-16	3.66	4.25	3.43	4.93	3.34	4.86	2.23	2.66
17-18	2.83	3.83	2.74	4.36	2.64	3.95	2.11	2.09
19-20	2.86	3.27	2.29	4.10	2.24	3.81	2.00	1.85
21-22	3.03	3.47	2.54	3.86	2.24	3.75	2.02	2.00
23-24	2.75	2.95	2.21	3.95	1.85	3.25	2.02	2.05
25-26	2.01	2.77	1.66	3.01	1.40	2.95	1.93	2.21
27-28	2.18	2.76	1.82	2.88	1.22	3.00	1.79	1.78
29-30	2.01	2.81	1.75	3.40	1.01	3.20	2.05	2.08
31-32	1.63	2.12	1.17	3.58	0.82	2.48	1.77	2.06
33-34	1.49	2.48	1.37	3.36	0.68	2.76	1.76	1.59
35-36	1.33	2.62	1.35	3.50	0.48	2.86	1.67	2.02
37-38	1.09	2.33	1.02	3.48	0.39	2.61	1.66	2.16
39-40	1.08	2.39	0.92	2.40	0.28	2.33	1.74	1.96
Total	112.91		118.98		123.13		77.89	
(mg)		204.77		217.18		225.60		152.23

2.2.2 Na 飽和度が 60% の場合

Na 飽和度が 60% の場合の Na 溶脱量は Table 8, Fig. 4 に, 溶脱率は Table 9, Fig. 5 に示した.

土壌からの Na 溶脱量は滲透初期 (滲透回数 1~2 回) では Na 飽和度が 30% の場合と同様な

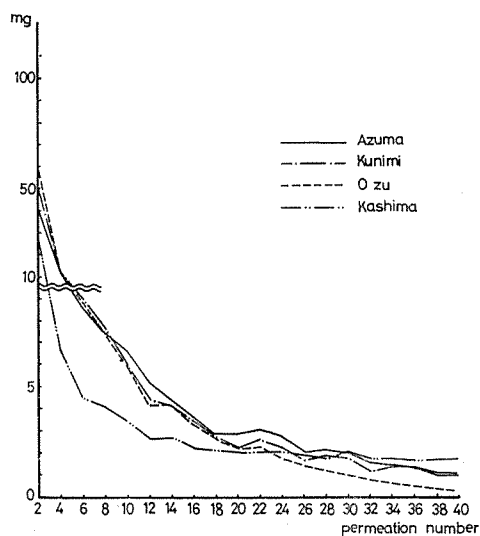


Fig. 2. Eluviation amount of sodium from the soils at 30% saturation of sodium.

Table 9. The ratio of eluviation amount of sodium to remaining amount of sodium in the soils at 30% and 60% saturation of sodium (%)

Permeation number	Azuma		Kunimi		Ozu		Kashima	
	30%	60%	30%	60%	30%	60%	30%	60%
1-2	29.9	38.2	37.4	35.7	43.2	41.4	21.0	34.6
3-4	11.9	10.2	13.7	12.9	17.8	14.9	6.2	5.3
5-6	10.1	8.9	12.0	9.0	13.8	10.4	4.4	3.3
7-8	9.7	7.3	11.7	8.3	13.4	8.5	4.1	2.9
9-10	9.5	6.7	10.5	7.7	12.5	7.5	3.7	2.6
11-12	8.2	5.1	8.5	5.9	10.0	6.1	3.0	2.2
13-14	7.8	4.7	8.7	5.8	11.2	6.0	3.1	1.8
15-16	6.9	3.9	7.9	4.7	9.9	5.3	2.6	1.8
17-18	5.7	3.6	6.9	4.3	8.7	4.5	2.6	1.4
19-20	6.1	3.2	6.2	4.3	8.5	4.6	2.5	1.3
21-22	6.9	3.5	7.3	4.2	8.9	4.7	2.6	1.4
23-24	6.8	3.1	6.8	4.5	8.0	4.3	2.6	1.4
25-26	5.3	3.0	5.5	3.6	7.6	4.1	2.6	1.6
27-28	6.1	3.1	6.4	3.5	6.1	4.3	2.5	1.3
29-30	6.2	3.3	6.6	4.3	5.4	4.8	3.0	1.5
31-32	5.1	2.5	4.7	4.8	4.6	3.9	2.6	1.5
33-34	5.0	3.1	5.8	4.7	4.0	4.6	2.6	1.2
35-36	4.7	3.3	6.1	5.1	2.9	4.9	2.6	1.6
37-38	4.0	3.1	4.9	5.4	2.5	4.7	2.7	1.7
39-40	4.1	3.2	4.6	3.9	1.8	4.5	2.9	1.6

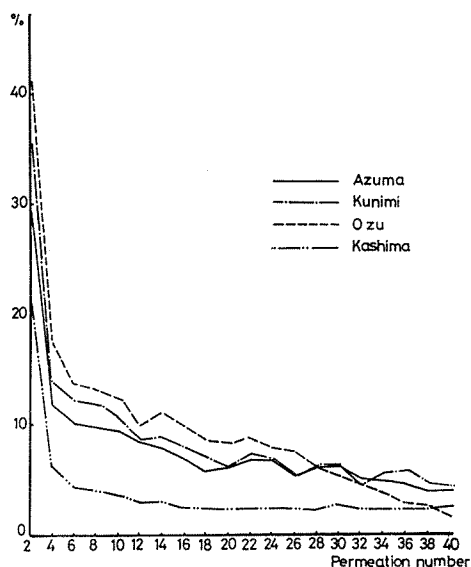


Fig. 3. The ratio of eluviation amount of sodium to remaining amount of sodium in the soils at 30% saturation of sodium.

傾向を示した。すなわち、アロフェン質土壤が 114 mg で最も多く、続いて結晶質土壤が 98～105 mg で、非火山灰土壤は 95 mg で最も少なかった。滲透 3～4 回では、いずれの土壤とも Na 溶脱量は急激に減少した。滲透中期 (21～22 回) では結晶質土壤およびアロフェン質土壤が 3.5～3.9 mg で、両土壤間に差はなく、非火山灰土壤は 2 mg で少なかった。滲透後期 (39～40 回) の Na 溶脱量は滲透中期の溶脱量と同様な傾向を示し、結晶質土壤およびアロフェン質土壤が 2.3～2.4 mg で、非火山灰土壤は 2 mg で、僅かに少なかった。滲透 40 回での全溶脱量はアロフェン質

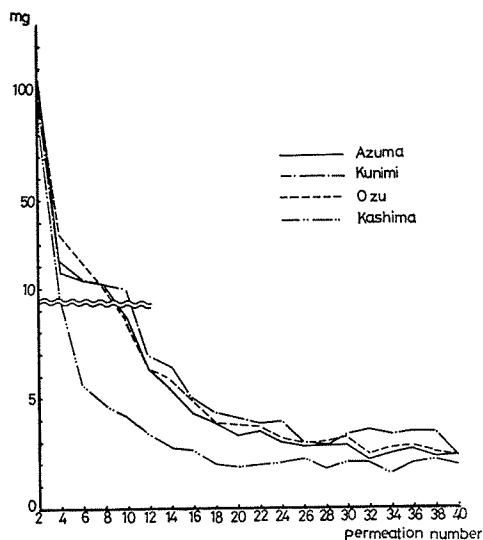


Fig. 4. Eluviation amount of sodium from the soils at 60% saturation of sodium.

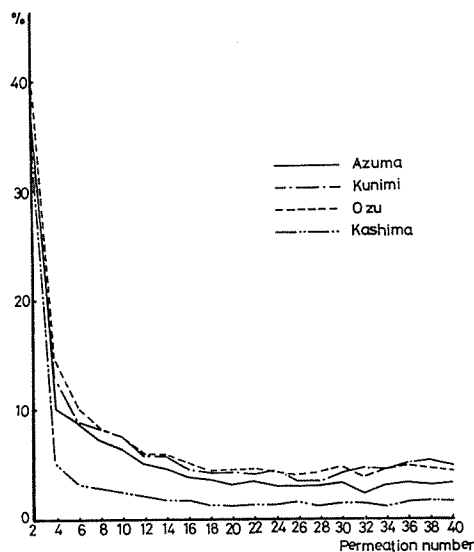


Fig. 5. The ratio of eluviation amount of sodium to remaining amount of sodium in the soils at 60% saturation of sodium.

土壌が 226 mg で最も多く、続いて結晶質土壌が 205~217 mg で、非火山灰土壌は 152 mg で最も少なかった。

Table 9, Fig. 5 に示した Na 溶脱率を経時的にみると、全般的にアロフェン質土壌が最も高く、続いて結晶質土壌で、非火山灰土壌が最も低かった。溶脱率の安定した浸透時期の溶脱率の平均値を算出すると、アロフェン質土壌が 4.6% で高く、続いて結晶質土壌が 3.8%, 非火山灰土壌は 1.5% で最も低かった。これらの結果は Na 飽和度が 30% の場合と同様な傾向であった。

2.2.3 Na 溶脱量についての考察

Na 飽和度が 30% および 60% における Na 溶脱実験の結果、浸透初期は勿論のこと浸透全期間を通じて、アロフェン質土壌が結晶質土壌および非火山灰土壌に比較して Na 溶脱量が多い。これはアロフェン質土壌の A-charge 容量が多く、また A-charge 容量の CEC に対する比率の高いことが原因していると思われる。

A-charge はイオン交換体の一般的な性質と一致して、2 価イオンはよく吸着するが、1 価イオンを吸着する力にはるかに弱い⁹⁾。したがって、A-charge 容量の多いアロフェン質土壌の Na 吸着力が弱く、その結果、Na 溶脱量が多いと思われる。

非火山灰土壌および結晶質土壌が、アロフェン質土壌に比較して Na 溶脱量が少ないのは、とくに非火山灰土壌の Na 溶脱量が少なかったことについては、2 つの理由が考えられる。1 つはこれらの土壌がアロフェン質土壌に比較して A-charge 容量が少なく、A-charge 容量の CEC に対する比率が低いことであり、他の 1 つは P-charge 容量の CEC に対する比率が高いことである。

A-charge 容量については前述の通りで、A-charge がイオン交換体と同様に Na 吸着力が弱く、Na を吸着保持する A-charge 容量が少ないことである。

P-charge 容量の CEC に対する比率の高いことが、Na 溶脱量を少なくしている理由についてはこの実験では十分証明されないけれども、次のように考えられる。P-charge は粘土鉱物の結晶内部的構造に起因する吸着基で、結晶構造内での空隙の半径が、2:1 型粘土鉱物では 1.4 Å とみなされているから、イオン半径 1.2 Å の NH_4^+ や 1.33 Å の K^+ は結晶構造内の空隙と器械的に適合するため、吸着した NH_4^+ や K^+ は結晶の一部のようになって、ある程度置換しにくくなるが、イオン半径が小さい 1 Å の Na^+ は NH_4^+ や K^+ のように粘土吸着は強くないと思われる。しかしながら、非火山灰土壌や結晶質土壌からの Na 溶脱量は少なかった。これは P-charge が同形置換だけの吸着基ではなく、P-charge の中に他の吸着基を持っているものと推定される。吉田⁹⁾ は 1:1 型の加水ハロイサイトを主体とする夜明粘土を用いて吸着基を調べたところ、塩基吸着基の大部分は i-charge であった。この粘土では同形置換は認められないから、i-charge には同形置換以外の吸着基があると考えている。したがって、P-charge には同形置換以外の吸着基があり、その吸着基が Na を吸着し、Na の土壌からの溶脱量を少なくしているものと推定される。

要 約

粘土鉱物組成を異にする火山灰土壌の塩基吸着基を調べ、P-charge 容量および A-charge 容量並びに P-charge 容量、A-charge 容量の塩基置換容量に対する比率と塩基溶脱量との関係を検討した。

1. P-charge 容量はアロフェン質土壌が 7.5 meq で小さく、結晶質土壌および非火山灰土壌は 10 meq 程度でやや大きかった。

2. A-charge 容量はアロフェン質土壌が 36 meq で最も大きく、続いて結晶質土壌が 22~33 meq, 非火山灰土壌は 11.5 meq で最も小さかった。

3. P-charge 容量の CEC に対する比率は、アロフェン質土壌が17%程度で最も低く、続いて結晶質土壌が22~35%, 非火山灰土壌は46~48%で最も高かった。したがって、A-charge 容量の CEC に対する比率はアロフェン質土壌が83%で最も高く、続いて結晶質土壌が65~78%, 非火山灰土壌は52~54%で最も低かった。

4. アロフェン質土壌の Ca 溶脱量は、滲透初期では結晶質土壌および非火山灰土壌に比較して少なく、滲透中期および後期では多かった。

5. 滲透全期間の Na 総溶脱量はアロフェン質土壌が最も多く、続いて結晶質土壌で、非火山灰土壌が最も少なかった。

以上の結果、Ca および Na の溶脱量は P-charge および A-charge 容量並びに P-charge・A-charge 容量の CEC に対する比率に左右される。つまり、粘土鉱物組成が塩基の溶脱量に反映していると思われる。

謝 辞

この研究の遂行にあたり、土壌採取にご協力をいただいた佐賀県農業試験場の木原唯幸室長、ご指導を賜った本学の永田正直教授ならびに実験にご協力いただいた城秀信君、森信隆君に深甚なる謝意を表する。

引 用 文 献

- 1) COLEMAN, N. T. WEED, S. B. and McCracken, R. J. (1959). Cation Exchange Capacity and Exchangeable Cation in Piedmont Soils of North Carolina, Soil Sci. Soc. Am. Proc., **23**, 146-149.
- 2) 久津那浩三・野本亀雄 (1961). 土壌吸着基の特性について (第2報) NH_4^+ 吸収型および Ca^{++} , NH_4^+ の選択吸収について, 日本土肥誌, **32**, 243-246.
- 3) 原田登五郎・久津那浩三 (1955). 土壌中に於ける塩基の行動, 第1報 Negative Charge の主因と NH_4^+ 及び Ca^{++} の吸着に就いて, 農技研報告, **B5**, 1-26.
- 4) ———— (1960). 土壌中における塩基の行動, 第2報 Negative Charge の主因と NH_4^+ , Ca^{++} の吸着 (続) 農技研報告, **B10**, 37-79.
- 5) SCHOFIELD, R. K. (1949). Effect of pH on electric charges carried by clay particles, J. Soil Sci., **1**, 1-8.
- 6) 矢野綱之・永田正直 (1971). 酸性土壌に関する二・三の知見, 佐大農彙, **37**, 37-43.
- 7) ————, 城 秀信 (1981). 母材を異にする火山灰土壌の粘土鉱物および化学的性質, 佐大農彙, **51**, 69-78.
- 8) 吉田 稔 (1952). 土壌の吸着能に関する研究 (1) 塩基置換容量と塩基吸着強度について, 日本土肥誌, **23**, 213-215.
- 9) ———— (1957). 土壌吸着能に関する研究 (第3報) 塩基吸着基の吸着特性による分類とその分別定量, 日本土肥誌, **28**, 195-198.
- 10) ———— (1956). 土壌の吸着能に関する研究 (第2報) Ca と NH_4^+ イオンに対する土壌の吸着強度の比較, 日本土肥誌, **27**, 27-30.